



## Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du  
Quaternaire

**vol. 16/2 | 2005**

**Volume 16, numéro 2**

---

# Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie)

*The retreat stages of Arve Glacier between Cluses Bolt and Chamonix ombilic  
during the Lateglacial (Arve Valley, Haute Savoie)*

**Sylvain Coutterand et Gérard Nicoud**

---



### Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/296>

DOI : 10.4000/quaternaire.296

ISSN : 1965-0795

### Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

### Édition imprimée

Date de publication : 1 août 2005

Pagination : 85-94

ISSN : 1142-2904

### Référence électronique

Sylvain Coutterand et Gérard Nicoud, « Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie) », *Quaternaire* [En ligne], vol. 16/2 | 2005, mis en ligne le 01 juin 2008, consulté le 01 mai 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/296> ; DOI : 10.4000/quaternaire.296

---

## LES STADES DE RETRAIT DU GLACIER DE L'ARVE ENTRE LE VERROU DE CLUSES ET L'OMBILIC DE CHAMONIX AU COURS DU TARDIGLACIAIRE (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie)



Sylvain COUTTERAND\* et Gérard NICLOUD\*

### RÉSUMÉ

Nos travaux de cartographie des dépôts glaciaires, notamment les moraines d'ablation et des dispositifs associés comme les terrasses de kame, nous autorisent à proposer une paléogéographie plus complète des étapes de la déglaciation de la moyenne vallée de l'Arve au cours du Tardiglaciaire.

Les deux grandes étapes de stationnement au cours du retrait ont été subdivisées l'une (Magland) en 2 (Tour Noire et Pierre à Voix) et l'autre (Le Fayet) en 4 (Amérands, Fayet d'en Haut, Fayet du Milieu et Fayet d'en Bas).

Une datation par la méthode des âges d'exposition ( $^{10}\text{Be}$ ) sur un bloc erratique cristallin du stade de Magland-Tour Noire, le plus à l'aval de ceux étudiés dans l'ombilic de Sallanches, a fourni un âge de  $17540 \pm 500$   $^{10}\text{Be}$  BP.

En nous appuyant sur les différentes valeurs d'abaissement de la ligne d'équilibre glaciaire, et sur la datation par les âges d'exposition, nous sommes en mesure de proposer à notre chronologie relative une corrélation avec l'échelle des Grisons (Suisse).

**Mots-clés :** Stades tardiglaciaires, déglaciation, âges d'exposition ( $^{10}\text{Be}$ ), ligne d'équilibre glaciaire, vallée de l'Arve, Haute-Savoie.

### ABSTRACT

THE RETREAT STAGES OF ARVE GLACIER BETWEEN CLUSES BOLT AND CHAMONIX OMBILIC DURING THE LATEGLACIAL (Arve Valley, Haute-Savoie)

This updated cartography of glacial deposits, especially the ablation moraines and the associated devices, such as kame terraces, enables us to suggest a paleogeography more complete of the various steps of the Tardiglaciaire deglaciation in the middle Arve Valley.

The two main stages during the retreat, namely Magland and Le Fayet ones were subdivided into two subdivisions (Tour Noire and Pierre à Voix), and four subdivisions, - Amérands, Fayet d'en Haut, Fayet du Milieu and Fayet d'en Bas -, respectively.

One age based on the exposure method ( $^{10}\text{Be}$ ) performed on a crystalline erratic boulder of the Magland-Tour Noire stage – the most downstream from those studied in the Sallanches ombilic, yield  $17540 \pm 500$   $^{10}\text{Be}$  BP.

On the basis of the various glacial equilibrium line values and on  $^{10}\text{Be}$  ages, a correlation is suggested between our relative chronology and the Grisons scale (Switzerland).

**Key-words:** Tardiglaciaire stages, deglaciation, exposure age ( $^{10}\text{Be}$ ), glacial equilibrium line, Arve valley, Haute Savoie.

### OBJECTIFS DES RECHERCHES

Entre le dernier maximum d'extension glaciaire (LGM) au cours duquel l'englacement des vallées alpines devait être total, et le début de l'Holocène, les glaciers ont connu des fluctuations de grandes ampleurs. Plusieurs stades successifs sont repérables dans la plupart des vallées.

Le schéma de synthèse proposé par Maisch (1981), à la suite de son étude des glaciers des Grisons, en Suisse, constitue actuellement la principale référence en terme de chronologie relative pour tous les chercheurs qui travaillent sur le Tardiglaciaire alpin. Son schéma met en évidence six stades principaux qui sont, d'aval en amont,

les stades de Bühl, de Steinach, de Gschnitz, de Clavadel, de Daun et d'Egesen, ce dernier correspondant au maximum des oscillations du Dryas récent.

Dans la vallée de l'Arve, dès 1837, De Luc est le premier à reconnaître en précurseur l'origine erratique des blocs calcaires de la plaine des Rocailles. Il les attribue à l'action des « grands courants fluviaux ».

En 1876, Viollet-Le-Duc publie « Le massif du Mont-Blanc », dans lequel il décrit glaciers et moraines, le tout bien illustré par des dessins. Il énonce et commente sa propre théorie glaciaire. Se fondant sur quelques observations, il échafaude une paléogéographie du retrait glaciaire des vallées du Bon Nant et de Chamonix.

\* EDYTEM UMR 5204, - CISM - Université de Savoie, 73376 LE BOURGET DU LAC Cedex.

Beaucoup plus tard, Favre (1884), dont les descriptions géologiques très complètes s'apparentent à une étude moderne, recherche minutieusement la limite supérieure de l'erratique et du poli glaciaire. Il croit reconnaître un stade glaciaire ancien en aval de Chamonix et donne çà et là des éléments de paléogéographie.

En 1929 et 1931, Corbin et Oulianoff, auteurs d'une superbe carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1/20 000, font paraître deux articles consacrés aux captures glaciaires dans la vallée de Chamonix.

De Martonne (1931) reprend les travaux de ses prédécesseurs mais ne fait aucune observation concernant l'aval de la vallée de Chamonix.

Nous remarquons, chez les auteurs anciens, l'absence d'observation et d'études concernant les dépôts glaciaires dans le bassin de Sallanches.

C'est alors, en 1986 que C. Dorthe-Monachon publie un volumineux travail concernant les stades tardiglaciaires de la vallée de l'Arve. Elle note la présence de dépôts entre Cordon et Combloux et s'attarde sur la moraine du Fayet d'en Haut. Elle propose un stade du glacier à Sallanches en relation avec cette moraine.

En 1987, Wetter étudie les moraines du Fayet et s'attarde sur la moraine du village de Gravin. Il reconnaît alors trois stades de stationnement du glacier dans l'ombilic de Sallanches.

En nous appuyant sur les travaux des auteurs précédents, nous avons dans un premier temps synthétisé et vérifié largement les données de terrain. Puis notre présence *in situ* nous a permis de cartographier toutes les formes de dépôts ayant échappé aux travaux anciens. Nos investigations, portant à la fois sur les appareils actuels du Massif du Mont Blanc et sur des dépôts antérieurs dans la vallée de l'Arve, nous ont aidé dans l'interprétation des traits géomorphologiques. L'observation et la cartographie des formes et des accumulations nous permettent de proposer plusieurs reconstitutions paléogéographiques nouvelles liées aux positions du glacier de l'Arve durant la déglaciation de l'ombilic de Sallanches.

Comme les précédents auteurs, nous n'avons pas résisté à la tentation de corréler les stades mis en évidence dans la vallée de l'Arve avec ceux de l'échelle des Alpes orientales. La méthode d'approche, bien que très controversée, est basée sur une comparaison des valeurs d'abaissement de la ligne d'équilibre glaciaire. Nous proposons alors une approche chronologique en nous appuyant sur une nouvelle datation et sur la corrélation avec les stades des Alpes orientales.

## I - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE (fig. 1)

Le bassin de l'Arve atteint une superficie de 1856 km<sup>2</sup>, avec une altitude moyenne de 1427 m. Il culmine au sommet du Mont Blanc à 4807 m et s'abaisse à 375 m dans le bassin genevois. L'altitude moyenne du massif est ainsi très élevée et la topographie très tourmentée.

De nos jours, la glaciation du Mont Blanc est essentiellement concentrée sur le massif du Mont-Blanc (*stricto sensu*). Ce massif regroupe près de 170 km<sup>2</sup> de glace et 101 glaciers. Il porte 15 glaciers de plus de

**Fig. 1 : Localisation de la zone d'étude.**

*Fig. 1: Location of the survey area.*

5 km<sup>2</sup> et parmi eux le plus grand et le plus fameux glacier des Alpes occidentales françaises : la Mer de Glace, vaste complexe glaciaire de près de 40 km<sup>2</sup> et 12 kilomètres de long.

La région étudiée est traversée par le cours de l'Arve qui coule sur le fond d'une vallée anciennement surcreusée et façonnée par les glaciers qui se sont succédés au cours des épisodes froids du Pléistocène.

L'Arve est issue des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges qui font partie des massifs dits « cristallins externes » des Alpes. Quittant le domaine cristallin, en aval du verrou des Gures à Servoz, le cours de l'Arve suit un tracé sensiblement perpendiculaire à la direction générale des unités tectoniques. Son cours traverse successivement les unités mésozoïques des nappes delphino-helvétiques de Platé, des Aravis et des Bornes, puis la bordure sud des nappes charriées du Chablais avant de parcourir les terrains molassiques de la basse vallée et du plateau des Bornes. L'Arve termine sa course au contact du chaînon jurassien du Salève où elle rejoint le Rhône.

## II - DES RECONSTITUTIONS PALÉO-GÉOGRAPHIQUES

L'ombilic du Fayet-Sallanches est limité en amont par le verrou cristallin des Gures et en aval par le verrou calcaire de Cluses-Magland.

Durant une grande partie du Tardiglaciaire, ce vaste ombilic était encore occupé par le glacier de l'Arve. La rive gauche de la vallée se révèle particulièrement fournie en dépôts glaciaires. De nombreux cordons morainiques recensés entre les isohypses 1050 m et 520 m, attestent de plusieurs niveaux de stationnement et, peut-être, de faibles récurrences du glacier. Précisons toutefois que ces fluctuations s'inscrivent dans un contexte global de déglaciation en milieu lacustre, la vallée étant occupée par un vaste lac (Bacconnais *et al.*, 1981). Les constructions morainiques que nous avons cartographiées nous permettent seulement de reconstituer la position du glacier lors des étapes du retrait.

## 1 - LE COMPLEXE MORAINIQUE DES STADES DE MAGLAND (fig. 2 et 3)

C'est le premier grand stade de retrait reconnaissable en amont du verrou de Cluses. Cette extension du glacier succède à deux stades plus anciens en aval du verrou : les stades de Bonneville et de la « Plaine des Rocailles » (Dorthe-Monachon, 1986).

Ce stade bien illustré par de belles constructions morainiques, situées exclusivement en rive gauche, nous

### 1.1 - Le niveau morainique supérieur : le stade de la Tour Noire – les Villards

Cet ensemble de cordons morainiques dessine parfaitement la rive gauche du glacier, depuis le village de Combloux à l'altitude de 945 m en passant par le Pelloux (927 m), la Combaz (930 m), le Creux (950 m), Mabert (880 m) et Cordon (840 m) où le glacier a permis l'édification d'une vaste terrasse de kame. Une petite coupe était visible en bordure du plateau. On pouvait y observer

**Fig. 2 : Le stade de Magland vu depuis l'aval de l'ombilic de Sallanches.**

*Fig. 2: Magland stage, downhill view in the Sallanches ombilic.*

apparaît comme polyphasé. C'est ce que propose la cartographie des dépôts glaciaires. Rien n'indique que nous soyons en présence d'une récurrence.

Il a été partiellement étudié par Wetter (1987) sous l'appellation de stade de Gravin : il est basé sur la présence de quelques crêtes morainiques latérales près du village de Gravin, en rive gauche de l'Arve, vers 550 mètres d'altitude. Cette moraine latérale suppose un glacier, dont le front se situait un peu en aval Magland. Les crêtes morainiques observables entre les villages de Combloux et de Cordon et les superbes blocs erratiques du Médonnet échelonnés entre 900 et 700 m d'altitude, attestent de plusieurs positions latérales du glacier en relation avec les dépôts de Gravin. A ce stade, le glacier de l'Arve ne diffue déjà plus par la dépression de Megève.

Deux niveaux de constructions morainiques sont reconnaissables. Ils peuvent être globalement corrélés avec deux stades de stationnement du glacier, suivis de plusieurs niveaux d'abaissement.

**Fig. 3 : Le complexe morainique des stades de Magland.**

*Fig. 3: The morainic complex of Magland stages.*

une succession sablo-graveleuse litée attestant une sédimentation dans un plan lacustre en bordure du glacier. L'erratique rencontré est composé à 80 % de granite du Mont Blanc, les autres éléments étant représentés par des gneiss (encaissant du granite du Mont-blanc) et quelques rares roches sédimentaires et détritiques (zone de Chamonix et amont de la vallée du Bon Nant) ; les blocs sont parfois de taille pluridécamétriques. Plus au Nord, après l'incision de la Sallanches, on retrouve plusieurs cordons morainiques entre les hameaux de Ste Anne (840 m) et le Crêt (725 m). A une douzaine de kilomètres en aval de Combloux, au Nord de la barre calcaire du Malm, près du hameau de Saxel à 610 m, on note un replat où affleurent quelques blocs erratiques granitiques. Près du village de Gravin, on observe un reliquat de till d'ablation sans forme caractéristique (550 m). Ce dépôt a été signalé par Wetter (1987). A 800 m au Nord du village de Gravin, une crête morainique est visible au lieu-dit les Villards.

Un autre relief, dépassant d'une dizaine de mètres le plancher alluvial, au hameau de la Tour Noire à 3 km en aval de Magland, a été interprété comme un reliquat morainique frontal ennoyé par les alluvions par Chardonnet (1938), hypothèse reprise Dorthe-Monachon (1986). En revanche, pour Blanchard (1941), ce sont les restes d'un écroulement. C'est l'hypothèse que nous retenons. Néanmoins, aucune coupe n'étant visible, l'interprétation reste délicate.

La pente du glacier nous est donnée par l'altitude des cordons morainiques, soit une pente de 100 m pour 4 km (2,5 %). Ce profil de la langue glaciaire est cohérent avec la formule qui approche le profil théorique d'un glacier de vallée large « sans dynamique de confluence » (Lliboutry, 1964 :  $H = \sqrt{23} \times x$  où H représente l'épaisseur de glace au point considéré et x la distance au front depuis le point considéré).

A l'amont du bassin de Sallanches, des formes de dépôts, témoins de ce stade de Magland sont relevées :

- en rive gauche, sous le col de la Forclaz (commune des Houches) à l'alpage de Manchoir (1450 m), un replat probablement d'origine morainique est observable.

De même, au nord de Saint-Gervais, entre 950 et 1250 m d'altitude, une puissante masse morainique à Montfort dans laquelle se sont formées des cheminées de fées, est entaillée par les Nant Gibloux et Nant Ferney. Cette volumineuse accumulation doit son origine à la confluence des glaciers de l'Arve et du Bon Nant. Les éléments sont très hétérométriques et composés à 70 % de granite dans une matrice graveleuse à sableuse. Les blocs sont parfois de taille pluridécamétrique.

- en rive droite, en face du village des Houches, plusieurs complexes morainiques sont déjà mentionnés par Wetter (1987). Il s'agit des moraines du Lac Noir, parmi lesquelles nous avons distingué trois niveaux, aux altitudes de 1600 m, 1530 m et 1510 m correspondant vraisemblablement à ce stade.

Un peu plus en aval, le replat de Plaine Joux où affleure une petite crête à 1200 m d'altitude, peut-être un témoin morainique de cette extension.

Les indices d'une confluence Arve/Diosaz n'ont jamais été mis en évidence par les auteurs précédents. Les ver-

sants de la Diosaz sont très raides, impropres à la préservation d'éventuelles moraines latérales. Nous avons toutefois observé en rive gauche au Chalet du Fer d'en Haut une terrasse (1435 m), reliquat d'une moraine latérale. On observe bien dans la partie aval raide (35°), incisée par un ruisseau, la composition diamictique de ce dépôt aux éléments très hétérométriques (fort pourcentage de cristallin, pas de granite du Mont Blanc). La composition révèle que nous sommes bien en présence d'une moraine du glacier de la Diosaz, ce qui permet d'exclure l'hypothèse d'une pénétration de glaces arviennes.

## 1.2 - Le niveau morainique inférieur : le stade de « Pierre à Voix »

On suit sur une distance d'environ 6 km les traces d'un stationnement du glacier en contrebas du précédent. Le plateau sportif de Combloux est installé sur un remplissage externe au cordon morainique (880 m) que recoupe la route nationale. Depuis cet endroit, la ride morainique est pratiquement continue jusqu'au hameau d'Aigue Pottaz (790 m). Au-delà, la route du Crêt recoupe à l'altitude de 620 m une petite crête morainique boisée. La position du front du glacier, vraisemblablement en aval de Sallanches, nous est suggérée par la présence d'une petite crête morainique latéro-frontale, 50 m au-dessus du plancher alluvial, au niveau de la barre calcaire Tithonique (Malm) de Pierre à Voix. Nous l'appellerons ainsi le stade de Pierre à Voix.

## 2 - LE COMPLEXE MORAINIQUE DES STADES DU FAYET (fig. 4 et 5)

Ce complexe est particulièrement volumineux. Cinq cordons morainiques étagés, bien individualisés, ont été cartographiés et correspondent à au moins cinq niveaux de stationnement du glacier. Ils s'échelonnent entre les altitudes de 930 m et 615 m.

### 2.1 - La ride morainique supérieure ou moraine de Robinson, 930 m

L'étape supérieure que nous nommerons « moraine de Robinson », du nom d'un hameau local, n'a jamais été reconnue par les précédents auteurs. Elle se présente sous la forme d'une belle crête boisée d'une longueur de 700 m. De nombreux blocs, certains volumineux, affleurent ; on y reconnaît essentiellement des gneiss divers. Le versant externe nous permet, à la faveur d'une coupe, de reconnaître une diamictite aux éléments très hétérométriques et d'en analyser la composition :

- très fort pourcentage de gneiss divers 75 %,
- quelques éléments granitiques 10 %,
- grès 5 %,
- calcaires divers 10 % (Malm).

C'est incontestablement une moraine latérale du glacier du Bon Nant comme nous le révèle la pétrographie.

### 2.2 - La moraine des Amerands, 810 m

Ce stade a été reconnu par Wetter (1987). Il est matérialisé par une moraine latérale, 60 m au dessus de la moraine du Fayet d'en haut, à l'altitude de 810 m. De

**Fig. 4 : Le complexe morainique du Fayet.**

*Fig. 4: The morainic complex of "le Fayet".*

nombreux blocs affleurent. Leur composition pétrographique (roches métamorphiques, calcaires du Malm de l'Aiguille de la Pennaz et granite du Mont-Blanc) nous apporte le témoignage d'un dernier stade de confluence du glacier du Bon Nant avec le glacier principal de l'Arve. En aval, à une distance de 5 km et toujours en rive gauche, la crête morainique des Viberts (700 m) au dessus de Domancy, composée essentiellement de blocs de granites volumineux représente peut-être un témoin de cette extension. Nous proposons à ce stade une langue terminale atteignant l'emplacement de Sallanches.

### **2.3 - La moraine du Fayet d'en Haut, 740 m**

Cette formation s'apparente à une moraine latérale peu marquée si ce n'est par un vaste replat qui s'infléchit lentement en direction du Nord sur une distance de 750 m.

Le « stade de Sallanches » proposé par Dorthé-Monachon (1986) suppose une relation avec la crête morainique du Fayet d'en Haut. Cette hypothèse soulève la question suivante : le glacier qui a édifié la moraine du Fayet d'en Haut présentait-il suffisamment d'épaisseur de glace pour atteindre l'emplacement de Sallanches ? La paléogéographie de Wetter (1987) postule un front glaciaire dépassant peu Domancy, la langue terminale du glacier vêtant en milieu lacustre. C'est l'hypothèse que nous retiendrons.

- Le retrait du glacier du Bon Nant est annoncé peu après le stade des Amerands. Le front du glacier se déconnecte du glacier de l'Arve. La basse vallée du Bon Nant fait place à un lac d'obturation du Fayet. L'existence du plan d'eau est liée à la présence du glacier de l'Arve qui détermine un barrage glaciaire au débouché de la basse vallée du Bon Nant. L'émissaire de celui-ci entretenait un delta dont il nous reste une coupe haute de 80 m, produit de l'incision post glaciaire.

Une coupe, très difficile d'accès, montre :

- un fort pendage à 35° des foreset beds, vers le Nord,
- des niveaux de galets et de blocs peu roulés,
- une alternance de matériel fin,
- la présence de quelques blocs volumineux et anguleux qui peuvent s'expliquer par le fait que la moraine devait régulièrement s'écrouler dans le lac ou par la présence de radeaux de glace qui libéraient des « drop stones ».

La structure deltaïque est affectée par de nombreuses failles normales de pendage variable entre 60 à 70°. Ces failles sont orientées N130°. Leur existence est due à une

**Fig. 5 : Les stades du complexe morainique du Fayet.**

*Fig. 5: The stages of morainic complex of "le Fayet".*



déstabilisation du delta lors de l'abaissement et la disparition du glacier de l'Arve.

Ces dépôts deltaïques témoignent de l'apport des alluvions du Bon Nant, dans un lac d'obturation glaciaire, de cote sensiblement 740 m.

A une distance d'environ 200 m en aval, une coupe moins haute, environ 40 m au-dessus du lit du Bon Nant, nous montre une série de "bottomset beds" sub-horizontaux et de "foreset beds" au pendage plus faible de 15°.

Au Fayet, toujours en rive gauche, le hameau des Plagnes est construit sur une terrasse d'origine glaciaire à l'altitude de 700 m. Elle est à mettre en relation avec les moraines du Fayet d'en Haut voire du Fayet du Milieu.

En rive droite du glacier de l'Arve, en face du village des Houches, la moraine de la Flatière (1430 m), mentionnée dans les travaux de Wetter (1987), est attribuée à un stade du Fayet (Fayet d'en Haut ou stade des Amerands). C'est l'hypothèse que nous avons retenue pour ce dépôt bien préservé. La crête morainique de Merlet (1550 m), située 2 km en amont, est à mettre en parallèle. L'erratique composant les moraines de la Flatière et d'une façon plus générale, de la rive droite au dessus de 1350 m d'altitude, démontre la confluence des appareils issus des Aiguilles Rouges avec le glacier de l'Arve.

#### 2.4 - La moraine du Fayet du Milieu, 710 m

Elle a été déposée par un glacier de l'Arve dont le front se tenait à proximité amont du village de Domancy.

La crête morainique principale est magnifiquement préservée. Elle se détache du versant sur une hauteur de 20 à 40 m. Son altitude maximum est de 710 m au droit de l'incision du Bon Nant. Le versant interne domine le plancher alluvial actuel d'une centaine de mètres. Cette vaste construction morainique se suit sur une distance d'un km. Son altitude passe de 710 m à 640 m sur une distance de 1,5 km, soit une pente de 4,6 %. La composition pétrographique, observée sur la crête de la moraine, nous révèle :

- un fort pourcentage de granite, en blocs volumineux et anguleux révélant un transport supra glaciaire et des gneiss divers (environ 70 %),
- la présence de grès divers (environ 20 %),
- et de quelques blocs calcaires du Malm. Il s'agit d'un matériel repris par le glacier de l'Arve et provenant de l'Aiguille de la Pennaz.

Le front glaciaire du stade du Fayet du Milieu devait se trouver environ 2 à 3 km à l'aval, la langue glaciaire vêtant dans le lac de l'ombilic de Sallanches sur une largeur de 2 km.

Par le volume de cette construction morainique et sa préservation, c'est du point de vue morphologique, le stade le mieux défini du complexe du Fayet. Il est difficile, dans l'état actuel de nos observations, de parler de récurrence, même de faible amplitude.

Latéralement, le lac d'obturation du Fayet alimenté par le Bon-Nant se maintient à un niveau inférieur (autour de 710 m). Il est confirmé par l'existence d'une nouvelle génération de "foreset beds" en contrebas des précédents.

#### 2.5 - La moraine du Fayet d'en Bas, 620 m

C'est une petite crête morainique dépassant de 20 à 40 m le plancher alluvial actuel. Elle atteint l'altitude de 665 m en bordure de l'incision du Bon Nant, puis 615 m à 800 m à l'Ouest, soit une pente d'environ 6 %. Cette valeur élevée s'explique par la proximité du front du glacier.

L'absence d'une nouvelle sédimentation deltaïque nous conduit à considérer la disparition du lac d'obturation glaciaire du Fayet. L'émissaire du glacier du Bon Nant s'écoulait alors en bordure du glacier de l'Arve.

Par la suite, le glacier de l'Arve a quitté définitivement le bassin de Sallanches et s'est cantonné entre l'ombilic de Servoz et la vallée de Chamonix, l'Arve entretenant alors un vaste delta, le delta de Passy (Baconnais *et al.* 1981) au pied du verrou cristallin des Gures.

### 3 - A L'AMONT DU BASSIN DE SALLANCHES (fig. 6 et 7)

#### 3.1 - L'hypothétique stade de Servoz

Nous n'avons pas observé de moraines construites à la Côte des Chavants-Charousse contrairement à Dorthe-Monachon (1986), mais un ensemble de dos de baleines et de plaquages morainiques, à nombreux blocs erratiques. Ces dépôts sont liés à la position d'un glacier en retrait par rapport au stade du Fayet. Ils sont situés à l'altitude de 1200 m et sont postérieurs à la construction de la moraine de la Flatière à la cote 1430 m en rive droite. L'idée d'un stationnement du glacier dans l'ombilic de Servoz a déjà été postulée par Wetter (1987). Elle n'est pas confirmée par la présence de moraines latéro-frontales ou frontales. Les seuls indices d'un stade du glacier à Servoz seraient illustrés par l'accumulation de blocs de granite à Montvauthier, en rive droite de l'ombilic, à 950 m d'altitude. Mais nous ne reconnaissons pas de moraine latérale *stricto sensu*.

#### 3.2 - Le stade des Houches, « Les Chavants »

Il faut passer le verrou cristallin des Houches et pénétrer dans l'ombilic de Chamonix pour rencontrer un nouveau stade de retrait interne à la vallée de Chamonix et bien individualisé. La volumineuse accumulation de blocs de granite située au-dessus de la gare SNCF des Houches, appelée aussi « moraine du Clot (1120 m) », est

**Fig. 6 : Le stade des Houches.**  
Fig. 6: « Les Houches » stage.

considérée comme une moraine latérale de l'extension des glaciers chamoniards au stade des Houches (Dorthe-Monachon, 1986), le front du glacier atteignant le replat des Chavants et la gorge de l'Arve en rive droite. De même, nous relevons une accumulation de blocs (cordon morainique latéro-frontal ?) en rive gauche au niveau du viaduc SNCF.

A ce stade, la vallée de Chamonix présente encore l'aspect d'un glacier de vallée ; tous les appareils du massif du Mont-Blanc sont jointifs. Le glacier du Tour qui atteint 1600 mètres d'altitude, sur sa rive droite, diffuse par le Col des Montets (petite moraine latérale à l'altitude de 1650 m au dessus de Montroc). L'extrémité de ce diverticule n'est pas connue (entre Vallorcine et le Col des Montets ?). La composition pétrographique des dépôts morainiques de la rive droite, bien illustrée par la moraine du Clot (1120 m), révèle une importante accumulation de granite du Mont Blanc et l'absence de matériaux provenant des Aiguilles Rouges. Autrement dit, les appareils de la rive droite étaient déconnectés du glacier principal. Du Brévent à l'Aiguille du Belvédère, on distingue dans le paysage, six cirques dont l'empreinte glaciaire apparaît inégalement répartie selon le secteur observé. Il est possible de distinguer deux générations de vallums morainiques (Wetter, 1987) :

- la première se localise dans les versants entre les isohypses 1700-1800 m ; ce sont des constructions morainiques de type latéro-frontal et frontal dont les formes apparaissent complètement végétalisées et très altérées par la solifluxion.

- la seconde est caractérisée par un ensemble de vallums morainiques latéro-frontaux et frontaux d'une remarquable fraîcheur. Ils se situent entre les isohypses 2000 - 2100 m. Ces dépôts sont contemporains de ceux du stade de Chamonix (Dorthe-Monachon, 1986 ; Wetter, 1987 ; Lucena, 1998).

**Fig. 7 : Schéma du complexe morainique en rive droite de l'Arve, aux Houches (d'après Wetter, 1987, modifié).**

*Fig. 7: Schema of the morainic complex on the Arve right bank, in les Houches (from Wetter, 1987, modified).*

### III - ÉVOLUTION ALTITUDINALE DE LA LIGNE D'ÉQUILIBRE GLACIAIRE AU COURS DES STADES ÉTUDIÉS

La ligne d'équilibre glaciaire représente la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation, le bilan de masse y est nul. L'altitude de la ligne d'équilibre

détermine par nature la position altitudinale et distale d'un front glaciaire.

On sait qu'une ligne d'équilibre peut varier d'altitude chaque année si la fluctuation climatique annuelle est importante, mais si on admet que la construction d'un vallum morainique bien marqué impose une stabilité de l'appareil glaciaire, on peut donc, à partir d'une reconstitution du glacier basée sur la position des moraines frontales, calculer une ligne d'équilibre moyenne correspondante. En considérant que les variations d'altitude des lignes d'équilibre glaciaire sont du même ordre de grandeur pour tous les glaciers de même orientation, dans une région donnée, on peut par comparaison en déduire une corrélation et une chronologie relative (Gross *et al.*, 1978).

Plus précisément, c'est la valeur de la dépression de la ligne d'équilibre (DEP) par rapport à la référence de 1850 correspondant au maximum d'extension du Petit Age Glaciaire (PAG) qui est considérée.

Deux méthodes permettant de calculer la DEP des paléo-glaciers ont été appliquées :

- la méthode de l'AAR (Accumulation Ablation Ratio), utilisée avec le rapport standard de 2/3 - 1/3 (Gross *et al.*, 1978) définissant les principaux stades de déglaciation de la vallée du Sertig dans les Grisons,
- la méthode D/2 qui consiste à diviser par 2 la différence altimétrique entre deux fronts d'un même appareil. La valeur obtenue correspond à la différence altimétrique entre les lignes d'équilibre des deux stades (Zienert, 1965).

#### 1 - POUR LE STADE DE MAGLAND À LA TOUR NOIRE

Les résultats des deux méthodes sont proches. La valeur moyenne de 830 m est située entre la DEP du Stade du Fayet d'en Haut et la DEP du stade de Bonneville (700-1000) plus à l'aval, proposée par Dorthe-Monachon (1986).

#### 2 - POUR LE STADE DU FAYET D'EN HAUT

Une approche par la méthode D/2 nous donne une valeur de  $720 \text{ m} \pm 50 \text{ m}$ , dans le créneau (600-900 m) avancé par Dorthe-Monachon (1986).

Pour le stade du Fayet d'en Bas, la valeur de la DEP est de  $670 \pm 50 \text{ m}$ .

#### 3 - POUR LE STADE DES HOUCHES

Les valeurs de la DEP sont respectivement de  $310 \pm 50 \text{ m}$  (méthode D/2) et  $370 \pm 50 \text{ m}$  (méthode de l'AAR).

Par la suite, la remontée graduelle des températures démontrée par l'augmentation de la limite supérieure de la timberline dès le début du Bölling (Jorda, 1988 ; Magny, 1995) provoque la disparition du glacier de l'Arve. L'ombilic de Chamonix est alors occupé par un vaste lac. La crise climatique du Dryas récent voit la récurrence des appareils du massif du Mont-Blanc en milieu lacustre (Dorthe-Monachon, 1986 ; Wetter, 1987 ; Lucena, 1998).

Les quelques différences d'extension des langues glaciaires entre nos propositions et celles de Dorthe-Monachon



(1986) sont liées à deux interprétations des profils des langues glaciaires. Nous avançons, comme Wetter (1987), des langues glaciaires courtes et pentues. Pour sa part, Dorthe-Monachon proposait un glacier de l'Arve peu pentu mais de grande extension.

#### IV - UNE APPROCHE CHRONOLOGIQUE

##### 1 - TENTATIVE DE DATATION ABSOLUE

Dans le cadre de nos travaux, une campagne de datations est en cours dans la vallée de l'Arve, en collaboration avec le CEREGE d'Aix en Provence (réf. R. Braucher). Nous avons employé la méthode de mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ*, (Siame *et al.*, 2001). La technique retenue permet de quantifier la concentration en  $^{10}\text{Be}$  contenu dans les quartz.

Cette méthode de mesure est expérimentée depuis quelques années comme un nouvel outil de datation en géomorphologie. Largement utilisée par les auteurs suisses, elle a été appliquée sur des blocs erratiques attribués au dernier maximum glaciaire (LGM) et au Tardiglaciaire (Ivy-Ochs, 1996). L'un d'entre nous (S. Coutterand) a entrepris une campagne de prélèvements dans le massif du Mont Blanc et la vallée de l'Arve.

Actuellement, de nombreux travaux sont en cours en vue de calibrer les variations des taux de production au cours du temps. Celles-ci constituent une importante source d'incertitude.

Il en est de même avec le taux d'altération des surfaces à échantillonner. D'après nos observations sur le terrain, il s'avère que les surfaces à dater sont très instables, du fait de l'action conjointe des processus d'érosion mécaniques et chimiques. La perte de substrat à la surface des blocs est bien réelle (Bierman *et al.*, 1993).

L'erratique (granite calco-alkalin monzonitique) retenu pour l'échantillonnage est situé à l'altitude de 870 m, à Combloux-Cordon, sur un cordon morainique du stade de la Tour Noire - les Villards.

La valeur des paramètres retenus pour les calculs s'établit à :  
T  $^{10}\text{Be}$  : 1 500 000 ans

Masse volumique du granite du Mont-Blanc : 2,7 g.cm<sup>-3</sup>

Profondeur d'atténuation neutrons : 150 g.cm<sup>-2</sup>

Profondeur d'atténuation muons : 1300 g.cm<sup>-2</sup>

Contribution muonique en surface : 5 %

Taux de production polaire : 5,8 atomes /g de quartz/ an

Correction taux de production = f (altitude- longitude) : coefficients de Dunai, (2000).

Correction de la pente (longueur d'atténuation et shielding) : (Dunne *et al.*, 1999).

Vitesse d'érosion des surfaces granitiques : Taux minimum,  $\leq 10 \text{ mm / Ka}$  (Bierman *et al.*, 1995).

L'âge obtenu par le CEREGE (Aix-en-Provence) est de  $17\,540 \pm 500 \text{ }^{10}\text{Be BP}$  en tenant compte des paramètres correctifs. Ce résultat plaide en faveur d'un vieillissement des stades tardiglaciaires, ce qui est désormais admis par d'autres auteurs (Jorda *et al.*, 2000 ; Schoeneich, 1998...).

Le tableau 1 propose un parallèle entre les stades tardiglaciaires des vallées de l'Arve et du Bont Nant étudiés par différents chercheurs d'une part, et les stades des Alpes orientales (Suisse) avancés par Maisch (1981).

A chaque stade est attribuée une valeur de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire (DEP).

##### 2 - COMPARAISON AVEC L'ÉCHELLE DES GRISONS

Cette datation et la valeur de la dépression de la ligne d'équilibre glaciaire, nous permettent de proposer une corrélation des stades de Magland avec le Steinach de l'échelle des Alpes orientales (Maisch, 1981).

Les stades correspondant au complexe morainique du Fayet postérieurs au stade de Magland, sont corrélables avec les stades du Gschnitz (Dorthe-Monachon, 1986 ; Wetter, 1987). Ce stade du Gschnitz a été daté en

**Tab. 1 : Tentative de corrélation des stades tardiglaciaires des vallées du massif du Mont-Blanc. Dépression de la ligne d'équilibre glaciaire.**  
*Tab. 1: Attempting correlation of tardiglacial stages in Mont-Blanc massif valleys. Deplation of glacial equilibrium line.*

Autriche par la méthode des âges d'exposition. Le résultat obtenu est de  $16\,000 \pm 400$  cal. BP (Ivy-Ochs *et al.*, 2000). Nous proposons un âge identique de  $16\,000$  cal. BP pour le complexe morainique du Fayet. Le dernier stade du Dryas ancien situé à la transition Dryas ancien / Bölling - Alleröd, peut-être corrélé avec le « Daun » des Grisons. Il est illustré ici par le « stade des Houches ». Il est estimé à  $13\,000$   $^{14}\text{C}$  BP soit environ  $15\,000$  cal. BP.

Les deux générations de vallums morainiques des combes des Aiguilles Rouges (Wetter, 1987) sont corrélés, la première (aval) avec le stade du « Daun » et la seconde (amont) à la récurrence du Dryas récent (Wetter, 1987 ; Lucena, 1998).

## V - CONCLUSION

Nos prédécesseurs ont, pour la majorité d'entre eux, étudié de vastes secteurs. Les reconstitutions qui en découlent mettent en évidence les stades majeurs de la déglaciation. Tout en nous appuyant sur ces travaux, nous avons reconnu et cartographié de nouveaux dépôts qui laissent apparaître d'autres étapes de la déglaciation de la moyenne vallée de l'Arve.

Au moins huit stades de stationnement du glacier sont reconnus entre le verrou calcaire de Cluses à l'aval et le verrou cristallin des Houches :

- les stades de Magland divisés en un stade de la Tour Noire - les Villards et un stade de la Pierre à Voix, légèrement postérieur,
- les stades du Fayet, subdivisés en un stade de Robinson, un stade des Amérands, un stade du Fayet d'en Haut, un stade du Fayet du milieu et un stade du Fayet d'en Bas,
- et le stade des Houches, sur le verrou cristallin homonyme.

Ces fluctuations tardiglaciaires du glacier de l'Arve dans l'ombilic du Fayet-Sallanches se sont déroulées dans un environnement lacustre. De ce fait, la sédimentation progressive de l'ombilic a provoqué l'oblitération de tous les fronts morainiques. Ne subsistent plus que les dépôts latéraux.

Du point de vue chronologique, on peut avancer que la déglaciation de cette partie de la vallée s'est déroulée entre  $18\,000$  et  $15\,000$  cal. BP, pendant une durée de  $3\,000$  à  $3\,500$  ans. Cette approche nous contraint à vieillir les dépôts jusqu'alors attribués à un Tardiglaciaire final.

La datation du stade de la Tour Noire à Magland ( $17\,540 \pm 500$   $^{10}\text{Be}$  BP) obtenue par la méthode du  $^{10}\text{Be}$  et la valeur de l'abaissement de la dépression d'équilibre glaciaire, plaident en faveur d'une corrélation avec le stade du Steinach des Alpes orientales. Dans la vallée du Rhône, le début du Tardiglaciaire est illustré par un glacier franchissant à peine le verrou de Saint Maurice (Dorthe-Monachon, 1993 ; Schoeneich, 1998).

## REMERCIEMENTS

Nous remercions notre collègue du laboratoire Luc Moreau, glaciologue, pour ses observations de terrain et les relecteurs de l'article, M. Jorda et P. Schoeneich, pour leurs précieux conseils.

## RÉFÉRENCES

- BACONNAIS, G., DOUDOUX, B. & NICOD, G., 1981 - Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, **292**, série II, 1313-1318.
- BIERMAN, P., GILLESPIE, A., CAFFEE, M. & ELMORE, D., 1995 - Estimating erosion rates and exposure ages with  $^{36}\text{Cl}$  produced by neutron activation. *Geochimica and Cosmochimica acta*, **59**, 18, 3779-3798.
- BLANCHARD, R., 1941 - *Les cluses préalpines et le sillon alpin (les Alpes occidentales, t. 2)*. Arthaud, Paris, 355 p.
- BLESS, R., 1984 - Beiträge zur spät-und postglazialen Geschichte der Gletscher im Nordöstlichen Mont-Blanc Gebiet. *Physische Geographie* **15**, Zürich.
- CHARDONNET, J., 1938 - La vallée de Montjoie et la bordure Sud-Ouest du Mont Blanc. Etude morphologique. *Annales de géographie*, **47** / 268, 34-360.
- CORBIN, P. & OULIANOFF, N., 1929 - Le glacier du Tour (Massif du Mont-Blanc), ancien tributaire du glacier du Rhône. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **29**, 147-151.
- CORBIN, P. & OULIANOFF, N., 1931 - Influence de la structure tectonique sur les captures des glaciers. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **31**/1, 237-243.
- DORTHE-MONACHON, C., 1986 - *Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France). Essai de reconstitution paléogéographique*. Thèse Université de Lausanne, 242 p.
- DORTHE-MONACHON, C., 1993 - *Etude des stades glaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny*. Travaux et recherche de l'Institut de géographie, **10**, Université de Lausanne, 113 p.
- DUNAL, T.J., 2000 - Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nucleides a critical reevaluation, *Earth Planetary Science Letter*, **176**, 157-169.
- DUNNE, J., ELMORE, D. & MUZIKAR, P., 1999 - Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nucleides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, **27**, 3-11.
- FAVRE, A., 1884 - *Carte du phénomène erratique de la Suisse, au 1/250 000 et texte explicatif*. Mat. Carte géol. Suisse, 28.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G., 1978 - Methodische Untersuchungen über die schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift Gletschekd. Glazialgeol.*, **12**/2, 223-251.
- IVY-OCHS, S., SCHLUCHTER, C., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A., BEER, J. & KERSCHNER, H., 1996 - The exposure age of Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionucleides  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ . *Eclogae geologicae Helvetiae*, **89**/3, 1049-1063.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLUCHTER, C., 2000 - non publié. Expositions alter und paläoklimatische Interpretation der Gschnitz-Moräne in Trins, Stubai Alpen. Présenté à DEUQUA, Berne (communication).
- JORDA, M., 1988 - Du pléniglaciaire supérieur au postglaciaire : le concept de tardiglaciaire européen et son évolution récente. *Géologie alpine*, mém. h. s., **14**, 241-249.
- JORDA, M., ROSIQUE, T. & EVIN, J., 2000 - Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, **331**, 187-193.
- LLIBOUTRY, L.A., 1964-1965 - *Traité de glaciologie*. 2 tomes 1 et 2, Masson, Paris, 590 p.
- LUC, De A., 1837 - *Mémoire sur les roches calcaires innombrables épars dans les environs de la Roche*. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève.
- LUCENA, S., 1998 - *Evolution morphodétritique et paléoenvironnements de la haute vallée de l'Arve au cours des quinze derniers millénaires*. Université de Savoie, CISM, 149 p.
- MAGNY, M., 1995 - *Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile*, éd. Errance, 176 p.

- MAISCH, M., 1981** - Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albula. Institut de Géographie de l'Université de Zürich, *Physische Geographie*, **3**, 215 p.
- MARTONNE, de E., 1931** - Sur l'ancien écoulement des glaciers de la vallée de Chamonix vers le Valais. *Compte-rendu sommaire de la Société Géologique de France*, **4**, 33-35.
- NICOUD, G., CODDET, E., BLAVOUX, B. & DRAY, M., 1993** - Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas Chablais (bassin lémanique). Implication hydrogéologique. *Quaternaire*, **4** (2-3), 69-76.
- SCHOENEICH, P., 1998** - *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormons, de l'Hongrin et de l'Eivaz (Préalpes vaudoises)*. Lausanne, Institut de géographie - Travaux et recherche n° **14** (2 volumes), 493 p.
- SIAME, L., BRAUCHER, R., BOURLES, D., BELLIER, O. & SEBRIER, M., 2001** - Datation de surfaces géomorphologiques repères par le  $^{10}\text{Be}$  produit in-situ : implications tectoniques et climatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. **172**, n° 2, 223-236.
- VIOLLET-LE-DUC, 1876** - *Le massif du Mont-Blanc. Etude sur la constitution géologique et géodésique, sur ses transformations et sur l'état ancien et moderne de ses glaciers*. Baudry, Paris.
- WETTER, W., 1987** - *Spät-und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont-Blanc – Gebiet Untere vallée de Chamonix-Val Montjoie*. Thèse, Institut de Géographie de l'Université de Zürich, *Physische Geographie*, **22**, 267 p.
- ZIENERT, A., 1965** - Gran Paradiso-Mont Blanc : Prähistorische und historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **16**, 202-225.